

## تجزیه و تحلیل زمین‌نما با استفاده از تخمین گر کریجینگ (مطالعه‌ی موردی: هرمزآباد رفسنجان، استان کرمان)

علیرضا اوجی<sup>۱</sup>، امیر اسلامی و عیسی اسفندیارپور بروجنی

دکتری خاکشناسی و کارشناس خاک سازمان جهاد کشاورزی فارس. claymineral\_84@yahoo.com

عضو هیات علمی مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی فارس و مدیر آب‌و خاک سازمان جهاد کشاورزی.

amireslami.50@gmail.com

دانشیار گروه علوم خاک دانشگاه ولی عصر (عج) رفسنجان. esfandiarpoor@vru.ac.ir

دریافت: آذر ۱۳۹۹ و پذیرش: تیر ۱۴۰۰

### چکیده

زمین‌نماها یکی از عوارض طبیعی سطح زمین هستند و به‌عنوان یک ویژگی خاص مورفولوژیکی در سطح زمین محسوب می‌شود که از مقیاس‌های بزرگ (مثل دشت‌ها و کوه‌ها) تا مقیاس‌های کوچک‌تر (مثل تپه‌های کوچک) را شامل می‌شود. یکی از کاربردهای زمین‌آمار تعیین مرز واحدهای فیزیوگرافی بوده که در این پژوهش با استفاده از تخمین گر کریجینگ معمولی منطقه‌ی هرمزآباد رفسنجان مورد مطالعه قرار گرفته است. به همین منظور، موقعیت ۷۷ نقطه‌ی مشاهداتی در قالب یک الگوی نمونه‌برداری شبکه‌ای منظم با فاصله‌ی ۵۰۰ متر مشخص و از عمق‌های صفر تا ۴۰، ۴۰ تا ۸۰ و ۸۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متری خاک، نمونه‌برداری انجام شد. نتایج پژوهش حاضر نشان داد که مشابه با دیگر مطالعات و بر اساس شاخص درصد کارایی مدل، کریجینگ معمولی به‌عنوان تخمین‌گری مناسب در پهنه‌بندی ویژگی‌ها در منطقه‌ی مورد مطالعه بوده است. بر اساس نتایج حاصل از مطالعه زمین‌آمار، فاصله‌ی نمونه‌برداری ۱۸۰۰ متر به‌عنوان معیاری برای مطالعات آینده در این منطقه بدست آمد. همچنین مقایسه‌ی نقشه‌های کریجینگ و توپوگرافی منطقه، حاکی از آن بود که تخمین گر کریجینگ، وجود واحدهای فیزیوگرافی در زمین‌نمای منطقه‌ی مطالعاتی را بهتر نشان می‌دهد. به عبارت دیگر، به‌واسطه‌ی وجود روند بلند دامنه در فواصل بیش‌تر از حدود ۱۸۰۰ متری در تغییر نمای خصوصیات خاکی بررسی شده کریجینگ مرز موجود میان واحدهای فیزیوگرافی را با دقت بالاتری نسبت به نقشه‌های توپوگرافی جدا می‌نماید. از این رو، پیشنهاد می‌شود در مطالعات خاکشناسی تفصیلی دقیق و تفصیلی که به نقشه‌ها و اطلاعات دقیق‌تری نیاز می‌باشد از زمین‌آمار استفاده شود.

واژه‌های کلیدی: تغییرات مکانی، زمین‌نما، مطالعات خاکشناسی، واحد فیزیوگرافی

<sup>۱</sup> - آدرس نویسنده مسئول: کارشناس خاک سازمان جهاد کشاورزی فارس.

## مقدمه

خاک، یک منبع کلیدی و به‌عنوان کنترل‌کننده چرخه‌های ژئوشیمیایی، آب و موجودات زنده محسوب می‌شود (برویک و همکاران، ۲۰۱۵) و خدماتی را ارائه می‌دهد که برای یک زیست‌کره سالم و انسان ضروری است (تیمیس و روماس، ۲۰۲۱) و متأثر از فرایندهای خاکسازي تشکیل می‌شود. پستی و بلندی یکی از پنج عامل خاکسازي است که سبب ایجاد انرژی جنبشی و پتانسیل برای تغییر در سیستم خاک می‌شود (شواتزل و اندرسون، ۲۰۰۵). نقش توپوگرافی در پیدایش و تحول خاک اهمیت دارد و گاهی مجموعه شرایط ناشی از ویژگی‌ها و موقعیت زمین‌نما می‌تواند زمینه مناسب را برای تشکیل و تحول خاک‌ها فراهم آورد. با تغییر توپوگرافی، سرعت حرکت مواد و انرژی تغییر نموده و سبب تغییر آب نفوذی گردیده که این امر بر بسیاری از فرایندهای دیگر خاکسازي از جمله عمق تشکیل افق کلسیک (ینی، ۱۹۹۱)، افق آرجیلیک (خرمالي و ابطحي، ۲۰۰۳) میزان ماده آلی (ینی، ۱۹۹۱) و الگوی توزیع و نوع پوشش گیاهی (فانینگ و فانینگ، ۱۹۹۲) و غیره اثرگذار است. تومانیان و همکاران (۲۰۰۱)، در منطقه اصفهان نحوه تشکیل و تکامل خاک‌ها را در ارتباط با واحدهای فیزیوگرافی مورد مطالعه قرار دادند، نتایج نشان داد که افق‌های گچی در ارتباط با سطوح ژئومورفیک از توالی تکاملی متفاوتی به لحاظ میکرومورفولوژی برخوردارند. بادیا و همکاران (۲۰۱۳)، در مطالعات خود با بررسی خاک‌های مختلف بیان داشتند که شدت خاکسازي تا حد زیادی وابسته به خصوصیات ژئومورفیک است و خصوصیات این سطوح باعث تغییر درجه هوادیدگی، میزان شستشوی املاح محلول خاک، مراحل و فرایندهای شست‌وشو و انتقال مواد، عمق تجمع املاح و نهایت عمق سولوم می‌شود. کاتنا (Catena) به زنجیری از خاک که روی یک زمین‌نما (Landscape) از بخش‌های مرتفع به سمت بخش‌های کم ارتفاع‌تر قرار دارند اطلاق می‌شود (فانینگ و فانینگ، ۱۹۹۲). از آنجایی که تغییر شرایط

پستی و بلندی سبب ایجاد خاک‌های با خصوصیات و ویژگی‌های متفاوت می‌شود، مطالعه رابطه بین خصوصیات خاک‌ها در امتداد یک شیب می‌تواند برای دستیابی به اثرات توپوگرافی و زهکشی بر ویژگی‌های خاک‌ها استفاده شود (شواتزل و اندرسون، ۲۰۰۵). زمین‌نما بیان‌گر بخش بزرگی از اراضی است که توسط تکرار انواع پستی و بلندی‌های مشابه یا مجموعه‌ای از انواع پستی و بلندی‌های غیرمشابه مشخص می‌شود (زینک، ۱۹۸۹). به دیگر سخن، زمین‌نما یک ویژگی خاص مورفولوژیکی در سطح زمین بوده که از مقیاس‌های بزرگ تا مقیاس‌های کوچک‌تر را شامل می‌شود (بلاژنسکی، ۱۹۹۷). در واقع، زمین‌نماها محدوده‌های بخش‌هایی از سطح زمین را معین می‌کنند و این امکان وجود دارد که حالت ناپیوسته داشته باشند و تمام سطح زمین را پوشش ندهند (ایوانز، ۲۰۱۲). سان و همکاران (۲۰۲۱) طی مطالعه‌ای بیان کردند که موقعیت و نوع زمین‌نما بر خصوصیات خاک و میزان کلروفیل مرکبات مؤثر بوده و بایستی در مطالعات در نظر گرفته شود. هارتمن و همکاران (۲۰۲۰) طی مطالعه‌ای تغییرات هیدرولوژی متأثر از تغییرپذیری مکانی ویژگی‌های خاک (از جمله شن، رس، سیلت و سنگریزه) با توجه به موقعیت زمین‌نما را نشان دادند.

الگو و موقعیت نسبی هر کدام از زمین‌نماها به‌طور مستقیم بر فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی فعال در آن‌ها (مانند عادت‌های طبیعی گیاهان، پتانسیل فرسایش و تابش‌های خورشیدی) مؤثر است (بلاژنسکی، ۱۹۹۷). در نتیجه، تعیین موقعیت‌های مختلف زمین‌نما موضوعی است که می‌توان آن را با بهره‌گیری از ویژگی‌های توپوگرافیکی، ژئومورفولوژیکی و یا فیزیوگرافیکی هر زمین‌نما بررسی نمود. از آنجا که مشاهده و ترسیم واحدها متکی بر قابلیت‌های فردی و تجربی است، نمایش توزیع جغرافیایی خاک‌ها که بر مبنای تفکیک واحدهای نقشه بر روی عکس‌های هوایی و یا نقشه‌های توپوگرافی به همراه کنترل زمینی است، بدون

تغییرپذیری مکانی برخوردار بوده و به صورت پیوسته تغییر می‌کنند. با این وجود، تعیین مرز بین خاک‌های مختلف از دقت تقریبی برخوردار بوده و جز در موارد خاص که مرز بین واحدهای نقشه به راحتی قابل تشخیص است، محل خاصی برای مرز بین خاک‌ها نمی‌توان در نظر گرفت (بریج و همکاران، ۲۰۰۰). شائزل و اندرسون (۲۰۰۵) طی مطالعه‌ای بیان داشته‌اند که تکامل و تشکیل خاک‌ها، به شدت ارتباط نزدیک و متقابلی با موقعیت زمین‌نمای منطقه‌ی آن خاک‌ها دارد. ایشان همچنین اعتقاد دارند که تغییرپذیری خاک، تابعی از موقعیت مکانی یا واحد فیزیوگرافیک خاک است که الگو و مقدار این تغییرات، به موقعیت استقرار خاک در زمین‌نما، نوع خاک و ویژگی‌های مختلف آن بستگی دارد.

نظر به اینکه هر نوع خاک در یک زمین‌نما موقعیت، وضعیت اکولوژیکی و تکاملی خود را داراست (مارکوس و مرکلی، ۲۰۰۷) و اثرپذیری نتایج مطالعات از واحدهای فیزیوگرافی؛ پژوهش حاضر می‌کوشد تا با استفاده از تخمین‌گر کریجینگ و ترسیم نقشه‌های موضوعی (Thematic maps) متغیرهای خاک (شن، رس، ذرات درشت خاک)، مرز واحدهای فیزیوگرافی موجود در زمین‌نمای منطقه‌ی هرمزآباد رفسنجان را تخمین بزند و آن را با نقشه‌های توپوگرافی این منطقه مقایسه کند.

## مواد و روش‌ها

### معرفی منطقه‌ی مطالعاتی

منطقه‌ی مطالعه شده با مساحتی نزدیک به ۱۵۰۰ هکتار، در بیست کیلومتری حومه‌ی غربی رفسنجان-هرمزآباد- واقع شده است. از منظر موقعیت جغرافیایی، این منطقه در حد فاصل طول‌های جغرافیایی  $7^{\circ} 43' 19''$  تا  $55^{\circ} 58' 26''$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $30^{\circ} 30' 47''$  تا  $30^{\circ} 27' 19''$  شمالی قرار دارد (شکل ۱). متوسط ارتفاع منطقه از سطح دریا ۱۴۵۰ متر، متوسط بارندگی سالیانه‌ی آن، ۸۹ میلی‌متر و همچنین،

خطا نیست (النگار، ۲۰۰۷). در دهه‌های اخیر، پیشرفت‌های سخت‌افزاری و نرم‌افزار و افزایش قدرت تجزیه و تحلیل داده‌ها، سمت و سوی جدیدی به روش‌های تجزیه و تحلیل زمین‌نماها و درک موقعیت‌های آن‌ها داده است (پیکه، ۱۹۹۹). نظر به این‌که مدل‌سازی آماری (آمار کلاسیک) موقعیت‌های نسبی زمین‌نماها چالش‌های جدیدی در رابطه با فهم خصوصیات سیستماتیک آن‌ها ایجاد نموده است (بیشاپ، ۲۰۰۹)؛ استفاده از زمین‌آمار (Geostatistics) به عنوان یکی از روش‌های مؤثر و پرکاربرد در رابطه با ارزیابی تغییرپذیری متغیرهای موجود در پهنه مطالعات منابع طبیعی (شورر و همکاران، ۲۰۰۶)، می‌تواند در نظر گرفته شود. زمین‌آمار توانایی ارایه‌ی مجموعه‌ی وسیعی از تخمین‌گرهای آماری به منظور برآورد خصوصیات مورد نظر در مکان‌های نمونه‌برداری نشده با استفاده از اطلاعات حاصل از نقاط نمونه‌برداری شده را دارد (بورگس، ۱۹۸۰؛ گوارتس، ۱۹۹۷؛ حسنی پاک، ۱۳۷۷) از جمله روش‌های میان‌یابی که در بسیاری از منابع به عنوان تخمین‌گری کارا معرفی شده است، کریجینگ (Kriging) است (عالمی و همکاران، ۱۹۸۸؛ محمدی، ۱۳۷۷؛ محمدی ۲۰۰۰، کراوچنکو، ۲۰۰۳؛ سکوتی اسکوتی و همکاران، ۱۳۸۶؛ محمدزمانی و همکاران، ۱۳۸۶). استفاده از این روش، زمانی قوت می‌گیرد که مشخص شود خاک‌ها وابستگی شدیدی به موقعیت‌های مختلف زمین‌نما دارند (جرارد، ۱۹۹۲).

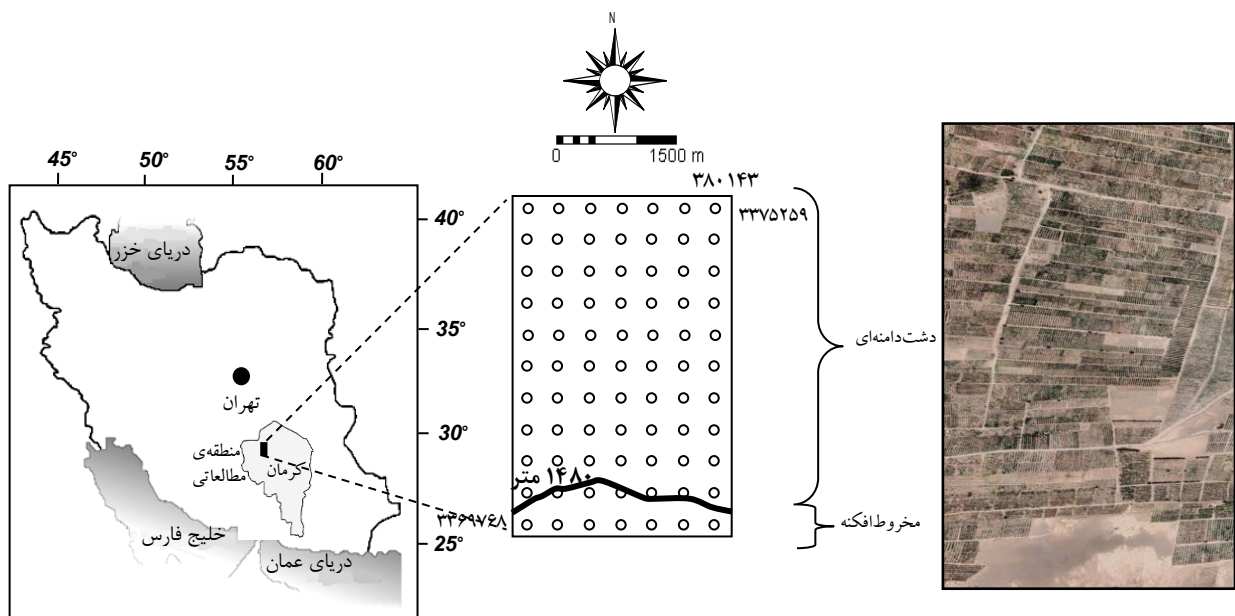
ویژگی‌های مختلف خاک، دارای تغییرات زمانی و مکانی از مقیاس‌های کوچک تا بزرگ هستند که تحت تأثیر خصوصیات ذاتی (مانند فاکتورهای خاک‌سازی) و غیرذاتی (مانند عملیات مدیریتی خاک) قرار می‌گیرند (کوبین و ژانگ، ۲۰۰۲؛ گادوین و میلر، ۲۰۰۳)؛ از این رو شناخت این تغییرات، می‌تواند راه‌گشای تجزیه و تحلیل موقعیت‌های زمین‌نما و برنامه‌ریزی ویژه مکانی (Site-specific management) باشد. به عبارت دیگر، با توجه به این‌که عوامل خاک‌سازی در طول زمین‌نما به صورت پیوسته تغییر می‌کنند، خاک‌ها نیز از یک ماهیت

روی محدوده‌ی مطالعاتی اعمال شد و بدین ترتیب، مختصات جغرافیایی ۷۷ نقطه‌ی مشاهداتی به‌دست آمد (شکل ۱). نظر به این‌که تراکم عمده‌ی ریشه‌ی درختان پسته‌ی بالغ در عمق‌های بیش از ۴۰ سانتی‌متری است (حسینی فرد و همکاران، ۲۰۱۰)، سه عمق صفر تا ۴۰، ۴۰ تا ۸۰ و ۸۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متر تعیین و در هر نقطه، از هر سه عمق مزبور نمونه‌برداری انجام و پس از هواخشک نمودن نمونه‌ها و عبور آن‌ها از الک دو میلی‌متری، درصد ذرات درشت (ذرات بزرگ‌تر از دو میلی‌متر) با استفاده از الک و به روش حجمی و هم‌چنین درصد اجزای تشکیل‌دهنده‌ی بافت خاک (شن، سیلت و رس) با استفاده از روش هیدرومتر (جی و باودر، ۱۹۸۶) اندازه‌گیری شد.

میانگین حداقل و حداکثر دمای سالانه، به‌ترتیب، ۵/۳ و ۳۱/۳ درجه‌ی سلسیوس است. منطقه‌ی هرمزآباد، از دو واحد فیزیوگرافی مخروط‌افکنه و دشت دامنه‌ای تشکیل شده است که واحد دوم، سهم عمده‌ی آن را تشکیل می‌دهد. مواد مادری منطقه، دارای منشأ آبرفتی هستند. پوشش گیاهی ناحیه‌ی مطالعه شده، درخت پسته، رقم غالب پسته در این منطقه، رقم اوحدی و سن درختان، به‌طور متوسط، ۳۰ سال است.

### مطالعات صحرائی و آزمایشگاهی

از آن‌جاکه روش نمونه‌برداری شبکه‌ای منظم، معمول‌ترین شیوه در مطالعات زمین‌آماري است (وبستر و الیور، ۲۰۰۱)، شبکه‌ای منظم با ابعاد ۵۰۰ در ۵۰۰ متر بر



شکل ۱- موقعیت منطقه‌ی مطالعاتی به‌همراه ۷۷ نقطه‌ی مشاهداتی

محیط نرم‌افزاری SPSS ۱۹ محاسبه شدند. نخستین گام برای ورود به یک مطالعه‌ی زمین‌آماري، بررسی پیروی داده‌ها از توزیع نرمال است. هرچند تبعیت از توزیع نرمال شرط لازم نیست، اما در صورتی که توزیع داده‌ها نرمال باشد، فرایند میان‌یابی از دقت بالاتری برخوردار خواهد بود (وبستر و الیور، ۲۰۰۱). برای بررسی نرمال بودن یا

### مطالعات زمین‌آماري

پیش از انجام هرگونه تجزیه و تحلیل آماری، منظم کردن و سازمان‌دهی داده‌های اولیه و ارائه‌ی یک خلاصه‌ی آماری از توزیع داده‌ها ضروری است. آماره‌های توصیفی شامل میانگین، میانه، واریانس، حداقل، حداکثر و ضریب تغییرات (Coefficient of Variation; CV) در

(رابطه ۴) باشد؛ به عبارت دیگر، هر چه مقادیر این شاخص کوچک‌تر باشند، دقت روش مورد استفاده برای تخمین بیشتر است (محمدی، ۱۳۷۷). برای مدلسازی الگوی تغییرات مکانی ویژگی‌های خاک، مدل‌های تئوری بر تغییرنماهای تجربی به‌دست آمده برازش داده و شاخص‌های اعتبارسنجی مذکور برای تمام مدل‌ها محاسبه شد. پس از بررسی مقادیر به‌دست آمده، مدلی که کمترین مقدار ریشه میانگین مربع خطا را داشت، به‌عنوان مدل بهینه انتخاب شد. پس از انتخاب بهترین مدل برازش شده، برای تخمین در نقاط نمونه‌برداری نشده و تهیه نقشه‌های توزیع مکانی متغیرها از روش تخمین‌گر کریجینگ معمولی (Ordinary kriging) (گوارتس، ۱۹۹۷، اوجی و همکاران، ۲۰۱۴) به‌عنوان روشی پرکاربرد (وبستر و اولیور، ۲۰۰۱) در محیط نرم افزار (Surfer) نسخه‌ی هشت انجام شد.

برای بررسی صحت تحلیل کریجینگ از شاخص درصد کارایی مدل (Model Efficiency; EF) استفاده شد. بر این اساس هرچه درصد کارایی مدل به عدد ۱۰۰ نزدیک‌تر باشد؛ تخمین‌های کریجینگ از صحت بیشتری برخوردار خواهند بود و چنانچه درصد کارایی مدل به عدد صفر نزدیک‌تر باشد، بر قابلیت اعتماد بیشتر میانگین مقادیر واقعی نسبت به مقادیر تخمینی و نیز محدودیت‌های عمده‌ی مدل دلالت دارد (گرینوود و همکاران، ۱۹۹۷؛ ویسته سرانو و همکاران، ۲۰۰۳). رابطه این شاخص به‌صورت زیر است:

$$EF = \left( 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x' - x)^2}{\sum_{i=1}^n (\bar{X} + x)^2} \right) \cdot 100 \quad (2)$$

که در این رابطه:

$\bar{X}$  میانگین مقادیر مشاهدات،  $x'$  مقادیر تخمینی،  $x$  مقادیر مشاهده‌شده و  $n$  تعداد مشاهدات می‌باشند.

نبودن توزیع فراوانی داده‌ها، از آزمون کولموگروف-اسمیرنوف (Kolmogrov-Smirnov test) استفاده شد. برای پهنه‌بندی متغیرهای یادشده در هر عمق، نخست مرحله‌ی واریوگرافی (Variography) با استفاده از نرم‌افزار (Variowin) نسخه‌ی ۲/۲ انجام شد. مرحله‌ی واریوگرافی، یک ابزار اساسی برای تخمین‌های زمین-آماري محسوب می‌شود که شامل سه زیرمرحله‌ی "بررسی همسان‌گردی یا ناهمسان‌گردی متغیرها"، "ترسیم تغییرنما" و "بrazش مدل" است. یکی از مناسب‌ترین شیوه‌های مطالعه‌ی وضعیت همسان‌گردی یا ناهمسان‌گردی متغیرها ترسیم و بررسی تغییرنمای رویه‌ای<sup>۱</sup> است. از این رو، نخست تغییرنماهای رویه‌ای تمامی ویژگی‌های اندازه‌گیری‌شده در عمق‌های سه‌گانه‌ی مطالعاتی ترسیم و سپس با توجه به ساختار تغییرپذیری موجود در آن‌ها، نوع تغییرنما (جهت‌دار یا همه‌جانبه) برای هر متغیر تعیین شد. به دیگر سخن، پس از بررسی همسان‌گردی یا ناهمسان‌گردی متغیرها، برای تشریح پیوستگی مکانی آن‌ها از تغییرنما که معمول‌ترین تابع زمین‌آماري محسوب می‌شود (وبستر و اولیور، ۲۰۰۱) استفاده شده.

تابع تغییرنما به‌صورت زیر است (وبستر و اولیور، ۲۰۰۱):

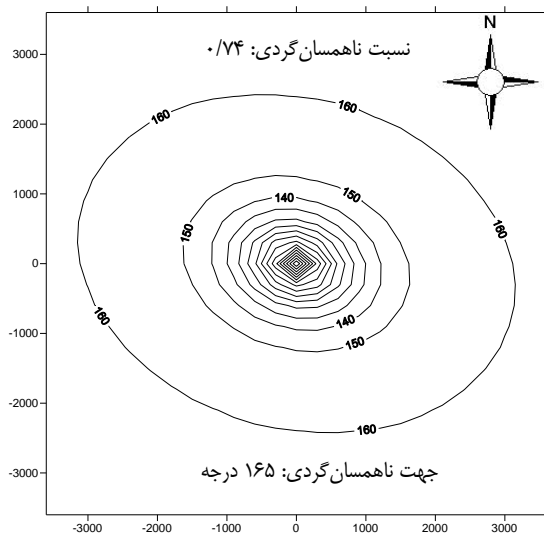
$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i + h) - z(x_i)]^2 \quad (1)$$

که در این تابع:

$Z(x_i)$  بیان‌گر مقدار متغیر مورد نظر در موقعیت  $x$ ;  $Z(x_i+h)$  مقدار متغیر مزبور در موقعیت  $x+h$  و  $N(h)$  تعداد جفت نمونه‌های به‌کار رفته در محاسبه به ازای فاصله‌ی  $h$  است (وبستر و الیور، ۲۰۰۱؛ لی و هیپ، ۲۰۰۸). هم‌چنین در این مرحله، ضمن تجزیه و تحلیل نیم‌تغییرنما و اجزای آن‌ها [دامنه (Range)، حد آستانه (Sill) و اثر قطعه‌ای (Nugget effect)]، مدل‌های نظری کروئی، خطی، گوسین و نمایی بر داده‌های نیم‌تغییرنمای تجربی برازش داده شد. یک تخمین‌گر خوب تا حد ممکن باید دارای، کمترین مقدار عددی ریشه میانگین مربع خطا

<sup>۱</sup>- Variogram surface

نتایج و بحث



شکل ۲- خطوط هم‌مقدار تغییرنمای رویه‌ای مربوط به درصد شبن در عمق سوم مطالعاتی

برای تشریح پیوستگی مکانی متغیرهای یادشده از تابع واریوگرام استفاده شد (شکل ۳). از آنجا که تغییرپذیری ویژگی‌های دیگر خاک، مستقل از جهات جغرافیایی خاص بود. به همین دلیل، واریوگرام‌های همه-جهته<sup>۲</sup> در ارتباط با این متغیرها مد نظر قرار گرفت. پارامترهای تغییرنمای مربوطه و معیارهای کنترل اعتبار تخمین گر کریجینگ برای متغیرهای مطالعه شده در منطقه‌ی مطالعاتی (جدول ۲) نشان داد که از بین مدل‌های موجود (کروی، خطی، گوسین و نمایی) مدل نمایی، بهترین مدل برازش‌یافته بر تمامی متغیرهای مطالعاتی بود. مقدار نیم تغییرنما در گام صفر موسوم به اثر قطعه‌ای منعکس‌کننده‌ی واریانس خطاهای نمونه‌برداری و واریانس در فواصل کوچک‌تر از حد فاصله‌ی نمونه‌برداری است (لی و هیپ، ۲۰۰۸). این بخش از نیم تغییرنما برای تمامی متغیرها نزدیک به صفر به‌دست آمد (جدول ۲). حد آستانه، بیان‌گر مقدار نیم تغییرنما در شرایطی است که تابع مورد نظر به مقدار نسبتاً ثابتی می‌رسد و فاقد هرگونه تغییرات معنی‌دار باشد که بیش‌ترین آن در مورد ذرات

جدول ۱ خلاصه‌ی آمار توصیفی متغیرهای مربوط به اعماق مطالعاتی خاک را نشان می‌دهد. تغییرپذیری متغیرها را می‌توان از طریق بررسی ضریب تغییرات بررسی نمود. وای و همکاران (۲۰۰۸)، بیان کردند که تغییرات کمتر از ۱۰ درصد، دلالت بر تغییرپذیری کم ویژگی‌های مورد نظر و تغییرات بزرگ‌تر از ۹۰ درصد، نشان‌دهنده تغییرپذیری زیاد آن است. با استناد بر محدوده‌های ارائه‌شده توسط وای و همکاران (۲۰۰۸)، تمامی ویژگی‌های مطالعاتی از تغییرپذیری متوسط برخوردار بودند (جدول ۱)؛ اما باید در نظر داشت که آمار کلاسیک به دلیل داشتن فرضیاتی مانند استقلال نمونه‌ها از یکدیگر همیشه الگوی تغییرپذیری ویژگی‌های خاک را به دلیل وابستگی مکانی موجود در بین آن‌ها به‌خوبی نشان نمی‌دهد (بروج، ۱۹۹۳). به‌منظور تجزیه و تحلیل‌های مکانی و یکسان‌سازی محاسبات، پیروی داده‌ها از توزیع فراوانی نرمال بررسی و نتایج نشان داد که از بین متغیرهای بررسی شده تنها ذرات درشت عمق دوم و سوم از توزیع نرمال پیروی نمی‌کنند. به‌همین دلیل، داده‌های مربوط به این متغیرها از توزیع فراوانی نرمال پیروی نمی‌کردند با استفاده از تبدیل لگاریتمی، نرمال شدند و تمامی مراحل بعدی تجزیه و تحلیل‌های زمین‌آماري بر روی داده‌های تبدیل‌شده (نرمال‌شده) انجام شد. نخستین گام از مرحله‌ی واریوگرافی، رسم و بررسی تغییرنمای رویه‌ای است که یکی از مناسب‌ترین شیوه‌های بررسی ناهمسان‌گردی متغیرهای بررسی شده بود. از بین تغییرنماهای رویه‌ای بررسی‌شده، سیلت و شن عمق سوم در راستای ۱۶۵ درجه (شمال غربی- جنوب شرقی) جهت‌دار بودند. از این رو، بر هر کدام از چهار ویژگی اخیر، یک تغییرنمای جهت‌دار برازش داده شد. خطوط هم‌مقدار تغییرنمای رویه‌ای این متغیرها نشان‌دهنده ناهمسان‌گردی آن‌ها در جهات مختلف و با نسبت‌های ناهمسان‌گردی متفاوت بود (شکل ۲).

<sup>2</sup>- Omni-directional

<sup>1</sup>- Directional

که با توجه به آن می‌توان قدرت ساختار مکانی هر متغیر را به دست آورد. کمبردلا و همکاران (۱۹۹۴) اثر قطعه‌ای نسبی کوچک‌تر از ۲۵ درصد، ۲۵ تا ۷۵ درصد و بیش از ۷۵ درصد را به ترتیب دلیلی بر قوی، متوسط و ضعیف بودن هم‌بستگی مکانی یک متغیر بیان نموده‌اند. از آنجا که اثر قطعه‌ای نسبی به دست آمده در مورد خصوصیت‌های مورد مطالعه نزدیک صفر است؛ بنابراین، تمامی این ویژگی‌ها دارای هم‌بستگی مکانی قوی در منطقه می‌باشند (جدول ۲).

شن (به‌طور میانگین، ۱۵۹/۳۵) و کم‌ترین آن مربوط به ذرات درشت (به‌طور میانگین، ۵/۶۶) بود. شعاع تأثیر یا دامنه، تعیین‌کننده‌ی حد هم‌بستگی مکانی هر یک از متغیرهای مورد مطالعه است (وبستر و الیور، ۲۰۰۱) که بیش‌ترین آن در بین متغیرهای بررسی‌شده مربوط به ذرات رس عمق سوم (۲۲۹۶ متر) و کم‌ترین آن مربوط به ذرات درشت عمق سوم (۱۵۴۵ متر) است. ایساکس و سیرواستاوا (۱۹۸۹) نسبت اثر قطعه‌ای به حد آستانه را "اثر قطعه‌ای نسبی" (Relative nugget effect) نامیدند

جدول ۱- خلاصه‌ی آماری توصیفی ویژگی‌های خاک‌های مطالعه شده در منطقه هرمزآباد رفسنجان

متغیر	عمق (سانتی‌متر)	میانگین	میان	واریانس	حداقل	حداکثر	تغییرپذیری ضریب (درصد)	P-value
رس (%)	۴۰-۰	۵/۹۰	۵/۵۴	۹/۷۵	۱/۵۰	۱۶/۵۰	۵۲/۹۵	۰/۳۱
	۸۰-۴۰	۵/۹۰	۵/۴۵	۸/۰۶	۰/۵۰	۱۲/۵۰	۴۸/۱۰	۰/۴۰
	۱۲۰-۸۰	۶/۳۷	۵/۰۰	۱۷/۰۴	۱/۰۰	۱۹/۵۰	۶۴/۸۱	۰/۰۵
شن (%)	۰-۴۰	۲۳/۶۵	۲/۲۹	۱۶۵/۷۱	۲/۰۰	۶۲/۰۰	۵۴/۴۴	۰/۸۱
	۴۰-۸۰	۲۷/۶۲	۲/۵۳	۲۵۵/۶۹	۲/۰۰	۵۹/۵۰	۵۷/۸۹	۰/۲۱
	۸۰-۱۲۰	۲۶/۱۶	۲/۱۳	۳۰۱/۴۲	۱/۰۰	۵۷/۰۰	۶۶/۳۸	۰/۰۶
ذرات درشت (%)	۰-۴۰	۸/۲۲	۷/۰۰	۲۰/۳۲	۱/۰۰	۲۳/۰۰	۵۴/۸۲	۰/۱۷
	۴۰-۸۰	۹/۵۲	۸/۰۰	۳۲/۰۶	۱/۵۰	۳۵/۰۰	۵۹/۴۸	۰/۰۱*
	۸۰-۱۲۰	۹/۸۷	۷/۰۰	۶۱/۵۶	۱/۵۵	۵۱/۷۲	۷۹/۵۳	۰/۰۰*

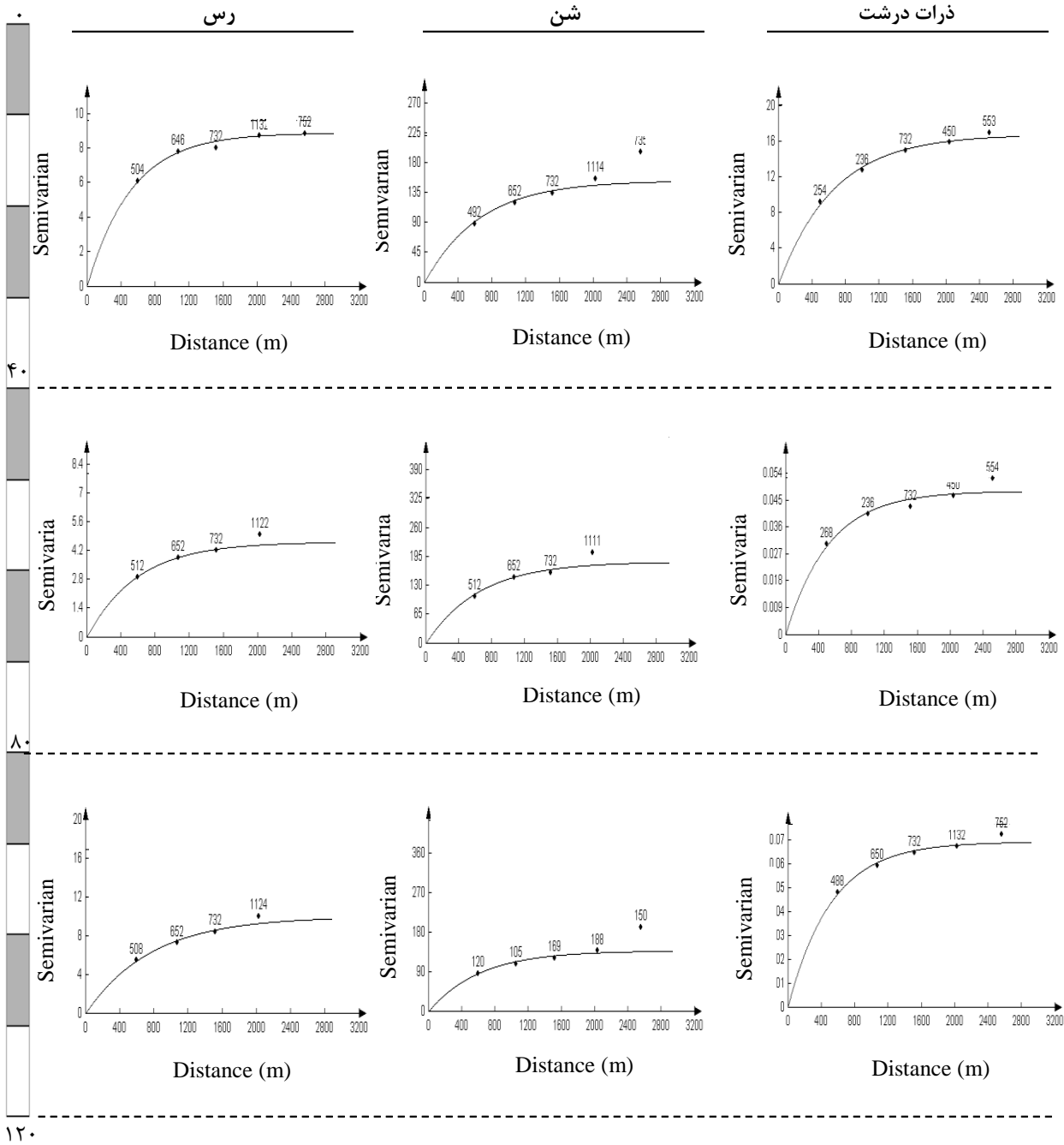
۱: اعداد مربوطه، بیان‌گر نتیجه‌ی حاصل از آزمون کولموگروف - اسمیرنوف می‌باشند که علامت \*، نشان‌دهنده‌ی معنی‌دار بودن آن‌ها در سطح اطمینان ۹۵ درصد است

جدول ۲- مدل‌های تغییرنما، ویژگی‌های میان‌بایی و آماره‌های اعتبارسنجی ویژگی‌های مورد مطالعه

متغیر	عمق (سانتی‌متر)	مدل	دامنه (متر)	اثر قطعه‌ای	حد آستانه	کلاس هم‌بستگی مکانی <sup>۱</sup>	شاخص RMSE	شاخص کارایی مدل (EF) (%)
رس (%)	۰-۴۰	نمایی	۱۵۵۴	۰/۰۰۳	۸/۹۲	قوی	۲/۸۷	۹۴/۴۹
	۴۰-۸۰	نمایی	۱۷۷۰	۰/۰۰۱	۴/۶۵	قوی	۱/۷۳	۹۷/۹۷
	۸۰-۱۲۰	نمایی	۲۲۹۶	۰/۰۰۱	۱۰/۰۱	قوی	۲/۲۱	۹۷/۲۶
شن (%)	۰-۴۰	نمایی	۱۹۵۲	۰/۰۱۰	۱۵۴/۵۲	قوی	۴/۲۳	۹۹/۲۱
	۴۰-۸۰	نمایی	۱۹۲۹	۰/۰۰۱	۱۸۴/۶۰	قوی	۴/۳۹	۹۹/۴۴
	۸۰-۱۲۰	نمایی	۱۸۳۲	۰/۰۰۱	۱۳۸/۹۱	قوی	۴/۰۶	۹۹/۴۱
ذرات درشت (%)	۰-۴۰	نمایی	۱۹۵۹	۰/۰۰۴	۱۶/۸۶	قوی	۴/۰۶	۹۴/۳۳
	۴۰-۸۰	نمایی	۱۵۶۲	۰/۰۰۳	۰/۰۵	قوی	۲/۱۵	۹۸/۷۵
	۸۰-۱۲۰	نمایی	۱۵۴۵	۰/۰۰۱	۰/۰۷	قوی	۳/۱۵	۹۷/۵۱

۱: بر اساس کمبردلا و همکاران (۱۹۹۴)

عمق (سانتی‌متر)



شکل ۳- تغییرنماهای مربوط به ذرات درشت، شن و رس خاک در عمق‌های مختلف خاک (۰ تا ۴۰، ۴۰ تا ۸۰، ۸۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متری) در منطقه هرمز آباد رفسنجان



تغییرنماهای ترسیم‌شده برای متغیرها (شکل ۳) و نیز اغلب نقشه‌های کریجینگ ترسیم‌شده برای آن‌ها (شکل ۴) نشان می‌دهد که منطقه‌ی مطالعه شده در فواصل بیش‌تر از حدود ۱۸۰۰ متری از جنوب به طرف شمال منطقه (خطوط زردرنگ (خط چین کوچک) در شکل ۴)، دارای نوعی تغییرات نظام‌دار بلند دامنه در مقادیر میانگین ویژگی‌های مورد بررسی است. در واقع، مقایسه‌ی نقشه‌های کریجینگ و توپوگرافی منطقه دلالت بر آن دارد که با توجه به روند بلند دامنه‌ی موجود، تخمین‌گر کریجینگ بهتر از نقشه‌های توپوگرافی در تفکیک واحدهای ژئومورفولوژیکی عمل نموده است. لازم به ذکر است که در مقیاس بزرگ و با توجه به روند محلی و نیز در نظر گرفتن همه دشت دامنه‌ای و مخروط افکنه روند مشاهده شده در منطقه منطقی بوده است و تغییرپذیری یافت شده در منطقه مطالعاتی پژوهش حاضر، در دیگر پژوهش‌ها (از جمله هارتمن و همکاران، ۲۰۲۰ و سان و همکاران، ۲۰۲۱) نیز مشاهده شده است. البته مرز میان دو زمین‌نمای موجود در منطقه (مخروط افکنه و دشت دامنه‌ای) در عمق‌های دوم و سوم مطالعاتی واضح‌تر است (شکل ۴) که دلیل احتمالی آن به هم‌خوردگی کمتر این عمق‌ها توسط فعالیت‌های انسانی می‌تواند باشد. مشابه با پژوهش حاضر، مطالعات مختلفی بر روی زمین‌نما انجام شده است. در این راستا، تاگیل و ژینس (۲۰۰۸) ضمن بررسی زمین‌نما با استفاده از سامانه‌ی اطلاعات جغرافیایی (Geographic Information System) و نقشه‌های توپوگرافی بیان کردند که مطالعه‌ی زمین‌نما با استفاده از علوم نوین (نسبت به نقشه‌های توپوگرافی) ابزار مناسب‌تری برای مدیریت منابع طبیعی است. به‌طور کلی، نتایج پژوهش حاضر نشان‌دهنده‌ی آن است که بررسی تغییرپذیری مکانی خاک زمین‌نما به کمک روش‌های زمین‌آمار، دید بهتری برای مطالعات آینده در منطقه و نیز مدیریت بهتر منابع خواهد داشت که این نتایج با مطالعات حاصل از کوبو و همکاران (۲۰۱۰) مطابقت دارند. مطالعات خاکشناسی متناسب با جزئیات اطلاعات

نقشه‌های موضوعی ذرات شن، رس و ذرات درشت خاک‌های مطالعاتی بر اساس مؤلفه‌های بهینه‌سازی‌شده‌ی تغییرنما آن‌ها و با استفاده از تخمین‌گر کریجینگ معمولی ترسیم شدند (شکل ۴). به‌طور کلی، نقشه‌های کریجینگ شن و ذرات درشت خاک، بیان‌گر بیش‌ترین مقادیر این دو ویژگی در نواحی جنوبی بوده و به سمت مرکز دشت (شمال منطقه)، درصد نسبی آن‌ها کاهش می‌یابند. این در حالی است که با افزایش عمق، میزان شن و ذرات درشت در نواحی جنوبی، روند افزایشی دارد و در قسمت‌های شمالی منطقه، روند کاهشی از خود نشان می‌دهد (شکل ۴). واقع‌شدن جنوب منطقه‌ی مطالعاتی در انتهای یک مخروط افکنه و نیز نزدیک‌تر شدن به مواد مادری خاک‌ها با افزایش عمق را می‌توان به‌عنوان دلایلی برای زیاد بودن مقادیر این دو متغیر و کاهش مقادیر آن‌ها به طرف شمال منطقه یا به‌عبارتی به طرف مرکز دشت در نظر گرفت. مشابه با پژوهش حاضر هارتمن و همکاران (۲۰۲۰) طی مطالعه‌ی پیروی تغییرپذیری مکانی ویژگی‌های خاک (شن، رس، سیلت و سنگریزه) از موقعیت زمین‌نما را نشان دادند.

روند تغییرات مکانی رس در منطقه، نشان داد که کم‌ترین مقادیر آن در جنوب منطقه وجود و به طرف مرکز دشت (شمال منطقه)، افزایش تدریجی دارند. الگوی تغییرپذیری شن، ذرات درشت و رس بیان‌گر وضوح تفکیکی بیشتر نقشه‌های کریجینگ برای لایه‌های دوم و سوم است. فعالیت‌های انسانی و افزودن ماسه به خاک سطحی باغ‌های پسته (حسینی فرد و همکاران، ۲۰۱۰) می‌تواند دلیلی بر تغییرپذیری نامشخص و نامنظم موجود در لایه اول ویژگی‌های بررسی شده قلمداد شود. در فاصله نزدیک به ۷۵۰ متر از جنوب به طرف شمال منطقه در نقشه‌ی توپوگرافی منطقه، خط تراز واضحی با ارتفاع ۱۴۵۰ متر از سطح دریا قابل مشاهده است (شکل ۱ و خطوط آبی‌رنگ -خط چین بزرگ- در شکل ۴). در واقع این خط تراز، مرز میان دو واحد فیزیوگرافی مخروط افکنه و دشت موجود در منطقه است؛ اما نگاهی کلی به

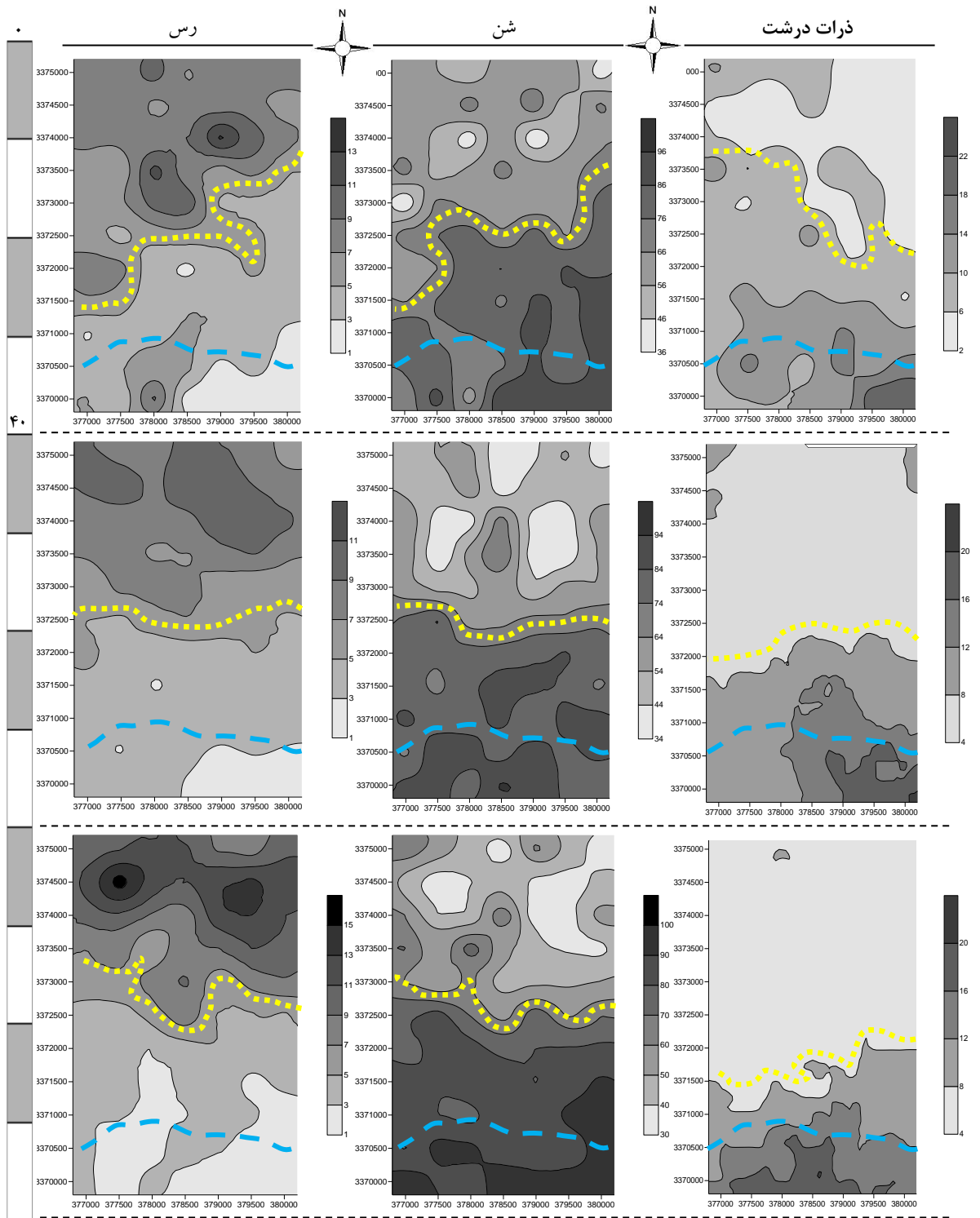
و دقت داده‌های مورد نیاز، در سطوح مختلف دقت انجام می‌گیرد. از آنجا که در منابع علمی معتبر خاکشناسی همچون راهنمای شناسایی خاک (۱۹۹۳) و اداره حفاظت خاک ایالات متحده آمریکا (۲۰۱۴b) پنج سطح دقت مختلف اصلی برای مطالعات خاکشناسی (تفصیلی دقیق، تفصیلی، نیمه تفصیلی، اجمالی و شناسایی) پیشنهاد و در سطح گسترده‌ای پذیرفته شده است؛ به نظر می‌رسد که به منظور کاهش هزینه‌ها و زمان انجام مطالعات، انتخاب خاک رخ شاهد در مطالعات نیمه تفصیلی، اجمالی و شناسایی می‌تواند از مزیت نسبی برخوردار باشد. در مطالعات آینده در زمینه‌ی تجزیه و تحلیل زمین‌نما و برای پیش‌بینی رفتار و مدیریت زمین‌نماها به نقشه‌ها و اطلاعات دقیق‌تری نیاز است که تنها از طریق انجام مطالعات خاکشناسی تفصیلی دقیق و تفصیلی قابل دستیابی است در این صورت استفاده از تکنیک‌های کارا، همچون زمین‌آمار می‌تواند توصیه می‌شود.

#### نتیجه‌گیری

وجود روند بلند دامنه در فواصل بیش‌تر از حدود ۱۸۰۰ متری، به نوعی تداعی‌کننده‌ی مرز بین دو واحد فیزیوگرافی موجود در منطقه (انتهای مخروط‌افکنه و ابتدای دشت دامنه‌ای) است. مرز آشکار موجود بین بافت خاک‌های این دو پهنه می‌تواند شاهدی بر این موضوع باشد. مقایسه‌ی نقشه‌های کریجینگ و توپوگرافی

منطقه، حاکی از آن است که تخمین‌گر کریجینگ اثرات واحدهای فیزیوگرافی بر زمین‌نما را بهتر تعیین می‌نماید. دامنه‌ی تأثیر تقریبی ۱۸۰۰ متر را می‌توان به‌عنوان دامنه‌ی متوسط منطقه در نظر گرفت که این عدد، پژوهش‌های آینده را در تعیین فاصله‌ی بهینه‌ی نمونه‌برداری در منطقه یاری خواهد نمود. وجود هم‌بستگی مکانی قوی برای تمامی خصوصیت‌های مطالعاتی و نیز نزدیک بودن درصد کارایی مدل تمامی خصوصیات مطالعاتی به عدد ۱۰۰، بر کارایی بالای علم زمین‌آمار در بررسی الگوی تغییرات مکانی متغیرهای مورد مطالعه دلالت دارد. تغییرپذیری مکانی ویژگی‌های خاک از یک نقطه به نقطه دیگر باعث گردیده است که تخمین‌های نقطه‌ای با استفاده از نقشه‌های سستی خاک از دقت مناسبی برخوردار نباشند. اگرچه انتخاب خاک رخ شاهد به دلیل در نظر نگرفتن تغییرپذیری خاک ممکن است با مشکلاتی روبه‌رو شود و قابلیت اعتماد به نتایج آن کم شود، به نظر می‌رسد که به‌منظور کاهش هزینه‌ها و زمان انجام مطالعات، انتخاب خاک رخ شاهد در مطالعات نیمه تفصیلی، اجمالی و شناسایی می‌تواند از مزیت نسبی برخوردار باشد. از طرفی استفاده از تکنیک‌های کارا مانند زمین‌آمار برای مطالعاتی که به نقشه‌ها و اطلاعات دقیق‌تری نیاز است که تنها از طریق انجام مطالعات خاکشناسی تفصیلی دقیق و تفصیلی قابل دستیابی است توصیه می‌شود.

عمق (سانتی‌متر)



شکل ۴- نقشه‌های کریجینگ مربوط ذرات درشت، شن و رس خاک در عمق‌های مختلف خاک (۰ تا ۴۰، ۴۰ تا ۸۰ و ۸۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متری) در منطقه هرمزآباد رفسنجان

فهرست منابع

۱. سکوتی اسکوئی، ر، مهدیان، م ح، محمودی، ش، قهرمانی، ا (۱۳۸۶). مقایسه‌ی کارایی برخی روش‌های زمین‌آماری برای پیش‌بینی پراکنش مکانی شوری خاک (مطالعه‌ی موردی دشت ارومیه). مجله‌ی پژوهش و سازندگی، (شماره‌ی ۷۴)، ۹۰-۹۴.
۲. حسنی پاک، ع (۱۳۷۷). زمین‌آمار (ژئواستاتستیک). انتشارات دانشگاه تهران.
۳. محمدی، ج (۱۳۷۷). مطالعه‌ی تغییرات مکانی شوری در منطقه‌ی رامهرمز (خوزستان) با استفاده از نظریه‌ی ژئواستاتیک (کریجینگ). مجله‌ی علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد دوم، (شماره‌ی ۴)، ۴۹-۶۴.
۴. محمدزمانی، س، ایوبی، ش، خرمالی، ف (۱۳۸۶). بررسی تغییرات مکانی خصوصیات خاک و عملکرد گندم در بخشی از اراضی زراعی سرخکلاته‌ی استان گلستان. مجله‌ی علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال یازدهم، (شماره‌ی ۴۰)، ۷۹-۹۱.
5. Alemi, M.H., Shahriari, M.R., and Nielsen, D.R. 1988. Kriging and cokriging of soil properties. *Soil Technology*, 1: 117-132.
6. Badia, D., Martia, C., Aznar, J.A., and Leon, J. 2013. Influence of slope and parent rock on soil genesis and classification in semiarid mountainous environment. *Geoderma*, 193: 13-21.
7. Bishop, M.A. 2009. A generic classification for the morphological and spatial complexity of volcanic (and other) landforms. *Geomorphology*, 11: 104 -109.
8. Blaszczyński, J.S. 1997. Landform characterization with geographic information systems. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 63(2): 183-191.
9. Brevik, E.C., Cerda, A., Mataix-Solera, J., Pereg, L., Quinton, J.N., Six, J., and Van Oost, K. 2015. The interdisciplinary nature of soil. *Soil Journal*. 1: 117-129.
10. Bridge, S., Watt, W.R., Lucking, G., and Naylor, B. 2000. *Landscape Analysis for Forest Management Planning in Boreal Northeastern Ontario*. Developed and produced by Northeast Science and Technology, TR-040.
11. Buggess, T.M., and Webster, R. 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I- The Semi-variogram and Punctual Kriging. *Soil Science Journal*, 31: 315-331.
12. Burrough, P.A. 1993. Soil variability: a late 20th century view. *Soils and Fertilizers*, 56: 529-562.
13. Cambardella, C.A., Moorman, T.B., Parkin, T.B., Karlen, D.L., Turco, R.F., and Konopka, A.E. 1994. Field scale variability of soil properties in Central Iowa soils. *Soil Sci Soc Am J* 58:1501-1511.
14. Cobo, J.G., Dercon, G., Yekeye, T., Chapungu, L., Kadzere, C., Murwira, A., Delve, R., and Cadisch, G. 2010. Integration of mid-infrared spectroscopy and geostatistics in the assessment of soil spatial variability at landscape level. *Geoderma*, 158: 398-411.
15. Elnaggar, A.A. 2007. Development of predictive mapping techniques for soil survey and salinity mapping. (Doctoral dissertation, Oregon State University, Corvallis, Oregon). Retrieved from [http://hdl.handle.net/148\\_1957-5754](http://hdl.handle.net/148_1957-5754).
16. Fanning, D.S., and Fanning, M.B. 1992. *Soil morphology, genesis and classification*. John Willy and Sons. USA.
17. Gee, G.W., and Bauder, J.W. 1986. Particle Size Analysis. P. 388-409. In: A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis*. Part 1. 2nd ed., Agron. Monger, No. 9. ASA and SSSA. Madison, WI.
18. Gerrard, A.J. 1992. *Soil Geomorphology: An Integration of Pedology and Geomorphology*. Chapman and Hall, New York, USA.
19. Godwin, R., and Miller, P.C.H. 2003. A review of the technologies for mapping within-field variability. *Biosystem Engineering*, 84: 393-407.

20. Goovaerts, P. 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York, USA.
21. Greenwood, D.J., Neeteson, J.J., and Draycott, A. 1985. Response of potatoes to N fertilizer: dynamic model. *Plant and Soil*, 85: 185-203.
22. Hartmann, A., Weiler, M., and Blume, T. 2020. The impact of landscape evolution on soil physics: Evolution of soil physical and hydraulic properties along two chronosequences of proglacial moraines. *Earth Syst. Sci. Data*, 12: 3189–3204.
23. Hosseinifard, S.J., Khademi, H., and Kalbasi, M. 2010. Different forms of soil potassium as affected by the age of pistachio (*Pistachio Vera L.*) trees in Rafsanjan, Iran. *Geoderma*, 155: 289-297.
24. Isaaks, E.H., and Srivastava, R.M. 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York.
25. Khormali, F., and Abtahi, A. 2003. Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, Southern Iran. *Clay minerals*, 38: 511-527.
26. Kravchenko, A.N. 2003. Influence of spatial structure on accuracy of interpolation methods. *Soil Science Society of America Journal*, 67: 1564-1571.
27. Li, J., and Heap, A.D. 2008. *A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists*. Geoscience publication, Australia.
28. Jenny, H. 1941. *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*. McGraw-Hill, New York. 281. P.
29. Markus, E., and Merkli, C. 2007. Weathering, mineralogical evolution and soil organic matter along a Holocene soil toposequence developed on carbonate-rich materials. *Geomorphology* 97: 675-696.
30. Mohammadi, J. 2000. Evaluation and mapping of soil salinity hazard in Ramhormoz area (Khuzestan) using disjunctive kriging. *Journal of Agricultural Research*, 25(6): 45-57.
31. Owji, A., Esfandiarpour-Boroujeni, I., Kamali, A., Hosseinifard, S. J. and Bagheri-Bodaghabadi, M. 2013. The effects of hydrometer reading times on the spatial variability of soil textures in southeast Iran. *Arabian Journal of Geosciences*. Springer Link, 7:1491–1499.
32. Pike, R.J. 1999. *A bibliography of geomorphometry, the Quantitative Representation of Topography Supplement 3 (Open-File Report 99-140)*, US. Geological Survey.
33. Quine, T.A. and Zhang, Y. 2002. An investigation of spatial variation in soil erosion, soil properties and crop production within an agricultural field in Devon, UK. *Journal of soil and Water Conservation*, 57: 50-60.
34. Sauer, T.J., Cambardella, C.A., and Meek, D.W. 2006. Spatial variation of soil properties relating to vegetation changes. *Plant and Soil*, 280: 1-5.
35. Shaetzl, R.J., and Anderson, S. 2005. *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press, New York, USA.
36. Soil Survey Staff. 2014b. *Keys to Soil Taxonomy*. 12th Edition. Washington, DC: US Department of Agriculture–Natural Resources Conservation Service, 372 pp.
37. Soil Survey Division Staff. 1993. *Soil Survey Manual. Keys to Soil Taxonomy*. 12th Edition Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18.
38. Sun, S., Zhang, G., He, T., Song, S., Chu, X. (2021). Effects of Landscape Positions and Landscape Types on Soil Properties and Chlorophyll Content of Citrus in a Sloping Orchard in the Three Gorges Reservoir Area, China. *Sustainability*. 13, 4288.
39. Tagil, S., and Jenness, J. 2008. GIS-based automated landform classification and topographic, landcover and geologic attributes of landforms around the Yazoren Polje, Turkey. *Journal of Applied Sciences*, 8(6): 910-921.
40. Timmis, K., and Ramos, J, L. 2021. The soil crisis: the need to treat as a global health problem and the pivotal role of microbes in prophylaxis and therapy. *Microbial Biotechnology*. 14(3): 769–797.
41. Toomanian, N., Jalalian, A., and Karimian Eghbal, M. 2001. Genesis of gypsum enriched soils in north-west Isfahan, Iran. *Geoderma*, 99:199-224.

42. Vicente-Serrano, S.M., Saz-Sánchez, M.A., and Cuadrat, J.M. 2003. Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature. *Climate Research*, 24: 161-180.
43. Webster, R., and Oliver, M.A. 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, UK.
44. Wei, J.B., Xiao, D.N., Zeng, H., and Fu, Y.K. 2008. Spatial variability of soil properties in relation to land use and topography in a typical small watershed of the black soil region, northeastern China. *Environmental geology*, 53: 1663-1672.
45. Zinck, J.A. 1989. *Physiography and Soils*. Lecture notes for soil students. Soil Science Division, Soil survey courses subject matter: K6 ITC, Enschede, The Netherlands.

## **Landscape Investigations Using the Kriging Estimator (A Case Study of Hormozabad in Rafsanjan, Kerman Province)**

**A. Owji<sup>1</sup>, A. Eslami, and I. Esfandiarpour Boroujeni**

PhD in soil science and soil and water expert, Fars Agricultural Organization  
**claymineral\_84@yahoo.com**

Academic Member and Director of Soil and Water Division, Fars Agriculture and Natural Resources Research  
and Education Center **amireslami.50@gmail.com**

Associate Professor of Soil Science, Vali-e-Asr University of Rafsanjan, Iran  
**esfandiarpour@vru.ac.ir**

Received: November 2020, and Accepted: July 2021

### **Abstract**

As natural land features, landscapes ranging in size from large plains and mountains to small hills are regarded as morphological formations characteristic of the earth's surface. The objective of the present study was to determine the physiographic unit boundaries in Hormozabad, Rafsanjan, using the ordinary kriging estimator. For this purpose, 77 observation points at distances of 500 m from each other were selected over a regular sampling grid and soil samples were collected from depths of 0–40, 40–80, and 80–120 cm at the specified locations. Similar to the findings reported elsewhere and based on model efficiency estimates, the results obtained showed that ordinary kriging served as a good estimator in zoning the properties of the study area. Additionally, geostatistical results indicated that a sampling distance of 1800 m could be used as a criterion for future surveys in areas similar to the present study one. Comparison of the kriging and topographic maps of the area demonstrated that the kriging estimator used was superior to topographic maps in representing physiographic units. This was evidenced by the more accurate unit boundaries detected by the estimator despite the high variations in soil properties depicted in the respective variograms for intervals above 1800 meters. It is, therefore, recommended that modern techniques such as geostatistics should be employed for detailed soil studies as required for preparing more adequately detailed maps with precise data.

**Keywords:** Spatial variations, Landscape, Soil survey, Physiographic unit

---

<sup>1</sup>. Corresponding author: Soil and Water Expert, Fars Agricultural Organization.